

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984

SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FREÑEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca).	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 3

Junio 1984



SUMARIO

	<u>Página</u>
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel (Alicante). III. Medios de sedimentación.....	3
MARTIN-ALGARRA A. y MARTINEZ-GALLEGO J. El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética).....	41
FRESNEDA M., ACUÑA J.D. y BORONAT J. Asociaciones malacológicas vivas y muertas de tres unidades bionómicas de la Cala Portichol (Alicante, España).....	65
FERNANDEZ J. Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica.....	89
ALONSO-GAVILAN G. Evolución del sistema fluvial de la formación areniscas de Aldearrubia, (Paleógeno superior) (Provincia de Salamanca). ..	107
ZAZO C., GOY J.L. and AGUIRRE E. Did <i>Strombus</i> survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea?.....	131
PINA J.A., AUERNHEIMER C. y FERRANDIS E. Análisis numérico de microfacies carbonatadas del Cretácico inferior de Sierra Salinas (Alicante, España).....	139
ESTEVEZ A., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES D., MARTIN-ALGARRA A., SANZ DE GALDEANO C. y SERRANO F. El cabalgamiento Finisierravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bética). Observaciones sobre la caracterización bioestratigráfica del Serravallense.....	151

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA — FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Junio 1984

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: C. Auernheimer, J. A. Pina, A. Estevez

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

I.S.N.N. 0212—4300

Depósito Legal: A - 678 - 1984

Composición e Impresión:

Cooperativa Industrial Obrera de Artes Gráficas GUTENBERG
Río Turia, 11 - Teléfonos 28 34 36 y 28 69 99
03006 ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Geología

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 66 11 50. Extensión 1015

Apartado 99 — ALICANTE

EL CABALGAMIENTO FINISERRAVALLENSE DEL NORTE DE SIERRA ARANA (CORDILLERA BÉTICA). OBSERVACIONES SOBRE LA CARACTERIZACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA DEL SERRAVALLENSE

A. Estévez¹, J.M. González-Donoso², D. Linares², A. Martín-Algarra³,
C. Sanz de Galdeano⁴ y F. Serrano²

RESUMEN

Al N. de Sierra Arana se reconocen una serie de ventanas tectónicas en las que afloran margas Serravallenses y calcarenitas del Langhense superior-Serravallense inferior, bajo unas dolomías que presentan, en la base, intercalaciones de rocas subvolcánicas básicas. Los materiales cabalgantes parecen pertenecer a la unidad de Sierra Arana, o a alguna otra directamente relacionada con ella, aún cuando están separados del conjunto por un importante accidente de desgarre que discurre al pie de la ladera N. de dicha sierra. El cabalgamiento, de una magnitud mínima estimada de 2'5 Km., se produjo entre el Serravallense superior y el Tortonense basal.

ABSTRACT

In the northern part of Sierra Arana several tectonic windows have been recognized. Serravallian marls and upper Langhian - lower Serravallian calcarenites are overthrust by dolomites with basic subvolcanic rocks interbedded in their lower part. The allochthonous rocks must belong to the Sierra Arana unit, or to some other unit directly connected with it, even if no stratigraphic continuity between them can be ascertained because of an important strike-slip fault bordering the northern foot of the Sierra Arana massif. Tectonic superposition has an amplitude of 2'5 Km. or more and took place during the upper Serravallian or the lowermost Tortonian.

INTRODUCCION. ANTECEDENTES

Sierra Arana es una importante alineación montañosa, situada al NE. de Granada, cuyo interés geológico deriva de su posición, en la región donde entran en contacto las zonas internas y las externas de la Cordillera Bética.

La pertenencia de la unidad de Sierra Arana (Durand-Delga y Fontboté, 1960) al Subbético es bien conocida y su posición tectónica, bajo las zonas internas, está claramente establecida (Foucault, 1976; García-Dueñas y Navarro Vilá, 1976) pero sus relaciones geológicas con otras

1 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante.

2 Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Málaga.

3 Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Departamento de Investigaciones Geológicas. C.S.I.C. Universidad de Granada.

4 Departamento de Geología General. Facultad de Ciencias. Departamento de Investigaciones Geológicas C.S.I.C. Universidad de Granada. Proyecto del «Borde Mediterráneo Español. Evolución del Orógeno Bético y Geodinámica de las depresiones neógenas».

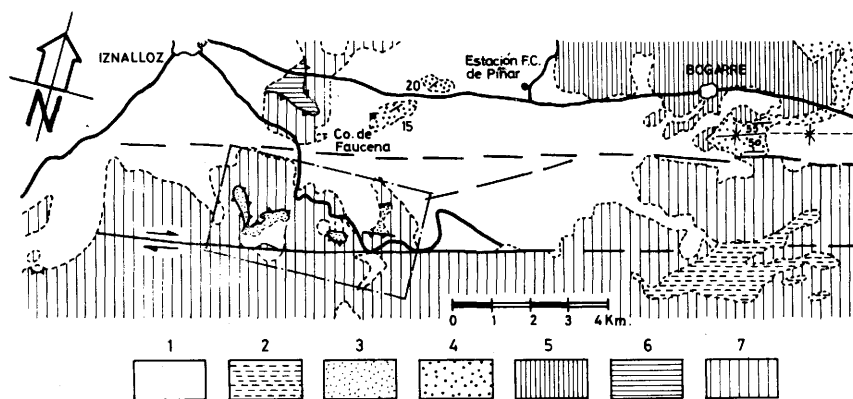


Figura 1.—Esquema geológico de la región al N. de Sierra Arana.

- 1.—Plioceno-Cuaternario.
- 2.—Mioceno superior.
- 3.—¿Langhense «superior»? —Serravallense— ¿Tortonense «basal»?.
- 4.—Formación de Moreda (Burdigaliense superior-Langhense).
- 5.—Grupo Piñar (Oligoceno superior-Burdigaliense).
- 6.—Jurásico del Subbético medio meridional.
- 7.—Unidad de Sierra Arana.

El recuadro indica la posición de la figura 2.

unidades subbéticas, situadas al N., están en gran parte ocultas por depósitos continentales pliocenos y cuaternarios, que enlazan las depresiones de Granada y Guadix a través del corredor de Bogarre.

Basándose en argumentos geológico-regionales, García-Dueñas (1968) supuso la aloctonía de la unidad de Sierra Arana sobre el Subbético de la región de Iznalloz. Focault, (1976) definió la unidad de Los Buchareros y se adhirió a la hipótesis anterior. Comas (1978) a partir del estudio de los olistostromas que aparecen entre Piñar y Bogarre, concluyó que el cabalgamiento de Sierra Arana se produjo entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

Los estudios realizados por nosotros nos llevan, por una parte, a cuestionar la definición de la unidad de Los Buchareros y, por otra, a confirmar matizadamente la aloctonía de Sierra Arana, precisando la edad del cabalgamiento actualmente visible.

DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

En el corredor de Bogarre aflora una extensa formación de conglomerados, arcillas y arenas de origen aluvial y probable edad plioceno-

cuaternaria, que oculta las relaciones geológicas de la unidad de Sierra Arana con las unidades subbéticas situadas más al N. Bajo estos depósitos continentales afloran, más al N., terrenos del Mioceno que han sido agrupados por Comas (1978) en dos conjuntos litoestratigráficos: el grupo Piñar (Oligoceno superior-Burdigaliense inferior) y la formación de Moreda (Burdigaliense superior-Langhense) entre los cuales existe una discordancia notable. Al S. del corredor de Bogarre afloran unas dolomías, que parecen continuarse formalmente con las que representan la base estratigráfica del Lías inferior de Sierra Arana. En la figura 1 quedan recogidos los rasgos geológicos esenciales de la región.

En una serie de pequeñas depresiones, en las cercanías del cerro Ballesteros, parcialmente cubiertas por aluviones y derrubios, afloran rocas subvolcánicas básicas y unos materiales marinos pelágicos miocénicos, dados a conocer por primera vez en la presente nota.

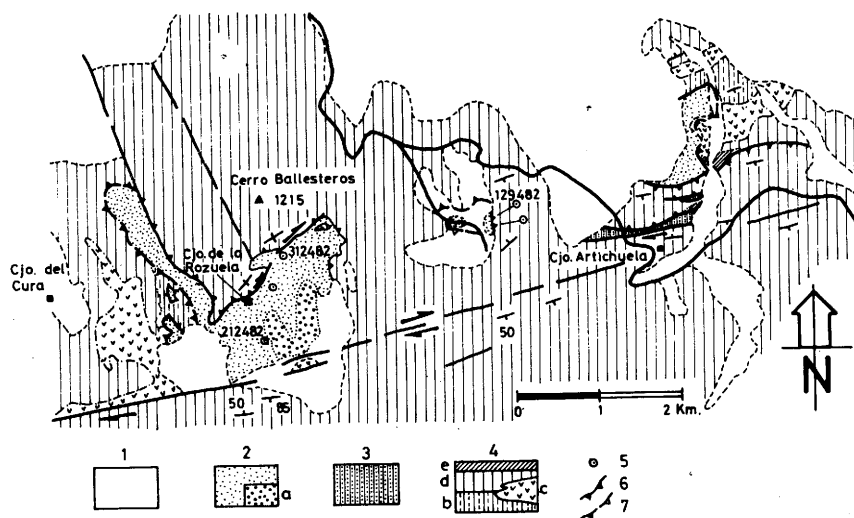


Figura 2. Mapa geológico del sector del cerro Ballesteros.

- 1.—Plioceno-Cuaternario.
- 2.—Margas del ¿Langhense «superior»? —Serravallense— ¿Tortonense «basal»? a: margas y calcarenitas.
- 3.—Margocalizas del Cretácico-Oligoceno (¿Subbético medio meridional? Probables olistolitos del grupo Piñar).
- 4.—Unidad de Sierra Arana (?); b: arcillas y dolomías tableadas (¿tránsito Triás-Lías?); c: rocas subvolcánicas básicas; d: dolomías (¿Lías inferior?); e: calizas del Jurásico.
- 5.—Posición de las muestras estudiadas. Numeradas sólo las que se han podido datar.
- 6.—Superficie de cabalgamiento.
- 7.—Id. supuesta.

Las rocas subvolcánicas. Fueron descritas por Foucault (1976) que las consideró independientes de las dolomías suprayacentes y las asignó a una nueva unidad tectónica que denominó de Los Buchareros. Por comparación con las rocas volcánicas que aparecen en el Jurásico y Cretácico situado más al N., en pleno Subbético, este autor concluyó que tal unidad sería equivalente al Subbético medio que aflora en N. de Iznalloz.

Sin embargo, el análisis detallado de los afloramientos, especialmente el situado al N. del Cortijo de la Artichuela (Fig. 2), inclina a pensar que las rocas en cuestión aparecen intercaladas estratigráficamente en la base de las dolomías, dentro de unos términos más tableados y bastante arcillosos, que se podrían considerar como un tránsito al Triás de facies Keuper. Rocas subvolcánicas similares y en posición estratigráfica equivalente, aparecen en algunas unidades de la denominada Alta Cadena, en la región del Puerto de los Alazores (Vera, 1969, Peyre, 1974).

Los materiales miocénicos. Descritos por primera vez en este trabajo, afloran tectónicamente bajo las dolomías y rocas volcánicas de los alrededores del cerro Ballesteros (Fig. 2). Están constituidos por margas blanquecinas y amarillentas que, puntualmente, suministran una fauna de foraminíferos planctónicos y espículas de esponjas. Al SE. del Cortijo de la Rozuela presentan, hacia la parte topográficamente más alta, intercalaciones calcareníticas y microconglomeráticas, con terrígenos parcialmente derivados de las zonas internas, cuyas semejanzas litológicas con la formación de Moreda son notables. Por el momento preferimos no incluir en ésta los materiales que nos ocupan en función de su edad más moderna y de su aislamiento cartográfico. Dado que el Cortijo de La Rozuela se sitúa sobre tales materiales, proponemos para ellos la denominación provisional de «Formación Rozuela», sin perjuicio de que las calcarenitas representen realmente el techo de la Formación de Moreda, ya que, como puede deducirse de las observaciones de campo y de la datación de las muestras, no parece haber dudas de la inversión generalizada de la serie al S. del cortijo mencionado.

EDAD DE LOS MATERIALES

Los foraminíferos planctónicos del Mioceno inferior y del Mioceno superior de la Cordillera Bética han sido objeto de sendas monografías recientes (Molina, 1979; Serrano, 1979) gracias a las cuales la bioestratigrafía de los dos intervalos está establecida con detalle, existiendo además una correlación, pensamos que adecuada, entre estas escalas bioestratigráficas y la cronoestratigráfica.

No ocurre otro tanto, por desgracia, con el Mioceno medio. En efecto, los afloramientos que pueden asignarse con certeza a este intervalo, son escasos e inconexos, las series de mala calidad y poca potencia, las microfaunas en muchos casos muy mal conservadas y, para agravar más aún la situación, en algunos sectores (vg., depresión de Granada, González Donoso 1977-78) buena parte del intervalo corresponde a términos continentales o marinos muy someros, sin foraminíferos planctónicos. Por esta razón, no contamos aún con una escala bioestratigráfica local para este intervalo.

Pero en el resto del dominio mediterráneo, la situación no parece, en términos generales, mucho mejor. No es de extrañar, por tanto, que las extensiones verticales de las distintas especies presentes en el Mioceno medio muestren diferencias notables en los trabajos de distintos autores y, como consecuencia, que las biozonaciones propuestas sean muy heterogéneas y, en general, difíciles de correlacionar. Para una muestra de este problema, nos remitimos a los trabajos de los autores italianos y franceses incluidos en los *Proceedings of the fourth Session del Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy* (*Giornale di Geologia*, vol. XXXV, 1968).

Esta situación contrasta, desfavorablemente, con la de las regiones tropicales, con su gran proliferación de especies, muchas de ellas con una representación escasísima o nula en el dominio mediterráneo (piénsese, por ejemplo, en el grupo de *G. fohsi*) que dan lugar a una biozonación refinadísima (ocho biozonas en el trabajo de Blow, 1969, para un intervalo de unos 4'5 millones de años, según la estimación de Ryan *et al.*, 1974).

La solución ideal sería, quizás, la de tratar de aplicar la biozonación tropical al dominio mediterráneo, utilizando los índices de la primera que estén presentes en el segundo; los intervalos reconocibles serían más amplios, pero la correlación estaría asegurada. Pero este procedimiento tiene sus inconvenientes: unas veces, todo induce a pensar que la distribución vertical de algunas especies varía de uno a otro dominio; otras, hay dudas razonables de que las formas identificadas bajo una misma denominación específica, en los dominios tropical y mediterráneo, sean realmente coespecíficas. Y cuando se trata de identificar las biozonas tropicales utilizando, en lugar de los indicadores zonales, otras especies de distribución menos segura (por sus posibilidades de confusión con otras, por su escasez, porque se les ha prestado menos atención, o por cualquier otra causa) los problemas, obviamente, se multiplican. Algunos de estos casos serán analizados más adelante.

En todas las muestras estudiadas, la conservación de la microfauna es muy deficiente, hasta el punto de que sólo tres presentan elementos reconocibles suficientes como para intentar su datación. Los resultados obtenidos del estudio de tales muestras son los siguientes:

Muestra 312482

- Globigerina venezuelana* Hedberg.
- Globigerina praebulloides* Blow, s. l.
- Globigerina nepenthes* Todd.
- Globigerina bulbosa* Le Roy.
- Globigerina falconensis* Blow.
- Globigerinita incrusta* Akers.
- Orbulina universa* d'Orbigny.
- Orbulina suturalis* Brönnimann.
- Globigerinoides trilobus* (Reuss), s. l.
- Globigerinoides* sp. cf. *G. bollii* Blow.
- Globoquadrina baroemoenensis* (Le Roy).
- Globoquadrina larmei* Akers.
- Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr y Collins).
- Globoquadrina globosa* Bolli.
- Globorotalia miozea* Finlay.
- Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth.
- Globorotalia menardii* (Parker, Jones y Brady, ex d'Orbigny).
- Intermedios entre *G. praemenardii* Cushman y Stainforth y *G. menardii* (Parker, Jones y Brady, d'Orbigny).
- Turborotalia pachyderma* (Ehrenberg).
- Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny).

Algunos de los morfotipos determinados como *G. praemenardii*, podrían haber sido asimilados a *G. magnifica* Bizon y Glaçon, pero estimamos que los criterios utilizados por estos autores para separar ambas formas (grado de lobulación de la periferia ecuatorial, trazado sinuoso de las suturas umbilicales) no marcan diferencias muy netas entre ellas; si además tenemos en cuenta que la distribución estratigráfica de las dos «especies» es sensiblemente parecida y que coexisten en las mismas muestras, se llega a la conclusión de que es innecesario conservar la denominación *G. magnifica* y que es mejor incluirla dentro del campo de variabilidad intraespecífica de *G. praemenardii*.

En cuanto a los especímenes incluidos bajo la denominación «intermedios entre *G. praemenardii* y *G. menardii*», muestran un crecimiento en altura de las cámaras, en vista espiral, similar al de *G. praemenardii* y más rápido que el de los grupos de *G. menardii*, formas 3, 4 y 5 de Tjalsma (1971); las suturas intercamerales dorsales de las últimas cámaras presentan un punto de inflexión más próximo a la periferia que en el holotipo de *G. praemenardii*, aunque no muy diferente del que se aprecia en otras figuraciones de esta especie; en fin, la carena está más desarrollada que en *G. praemenardii* y algunas de las suturas intercamerales espirales de la penúltima vuelta de espira son limbadas. Estas características marcan a estos individuos como intermedios entre *G. praemenardii* y las formas determinadas por los autores del ámbito mediterráneo como *G. menardii*. Respecto a lo apropiado de esta última denominación, nos remitimos a Stainforth *et al.* (1975) y Serrano (1979).

Los ejemplares asignados a *T. pachyderma* muestran gran analogía con el lectotipo de *T. borealis* (Banner y Blow, 1960) pero no tienen el reborde apertural típico de

T. pachyderma; sin embargo, muchos ejemplares asimilados a esta especie por algunos autores tampoco presentan este carácter.

Según las distribuciones asignadas por Blow (1969) a las especies que nos ocupan, dada la presencia de *G. nepenthes* Todd (cuya aparición marca el límite entre las zonas N13 y N14) habría que pensar en que la muestra pertenece a la biozona N14 o a otra más reciente. La ausencia de *T. acostaensis* (Blow) especie muy frecuente en el dominio mediterráneo, así como de otras especies que aparecen en la biozona N16, restringiría la muestra al intervalo N14 y N15. Teniendo en cuenta, además la ausencia de *T. siakensis* (Le Roy) —cuya desaparición marca el límite N14-N15— y suponiendo que no falta por motivos ecológicos, habría que concluir que la muestra pertenece a la biozona N15. El resto de las especies identificadas existen en la biozona según los datos de Blow, con la excepción de *G. praemardii* Cushman y Stainforth, que se extinguiría en la biozona N13, pero hay diversas citas de *G. praemenardii* en términos más altos, incluso por encima de la zona N15 (vg. Cita, 1976).

Los datos de Postuma (1971) plantean una problemática similar a los de Blow; salvando el problema de *G. praemenardii*, nuestra muestra podría asignarse a la zona de *G. menardii* (= N15).

De acuerdo con los datos de Bizon y Bizon (1972) (que no citan *G. praemenardii*) la presencia de *G. nepenthes* y de *G. menardii*, combinada con la ausencia de *T. acostaensis* y *T. siakensis* (Bizon y Bizon no citan esta especie, pero su B.U.A. de *G. mayeri* podría ser el de *T. siakensis*) indicaría que la muestra se sitúa en la biozona de *G. menardii* de estos autores.

Según los datos de Stainforth *et al.* (1975), la coexistencia de *G. praemenardii* y *G. nepenthes* se localiza en un corto intervalo dentro de la biozona de *G. siakensis*; esta biozona equivale al conjunto de la parte superior de la N13 y la N14, pero el intervalo en cuestión se situaría en la N14. Ahora bien, Stainforth *et al.* (*op. cit.*) indican que hay una duda razonable de que la *G. praemenardii* de los autores europeos —o sea, del dominio mediterráneo— sea la misma de las regiones tropicales. Esto podría explicar que en el dominio mediterráneo haya citas tan altas de *G. praemenardii*, pero sea ésta u otra la razón de las discrepancias de distribución, el hecho es que, con esta matización, los datos de Stainforth *et al.* (1975) indicarían entonces, de manera análoga a los de Blow (1969) que nuestra muestra puede pertenecer a la zona de *G. menardii*, equivalente a la N15.

En fin, de acuerdo con los datos de Cita (1976) y atendiendo también a la ausencia de *T. siakensis* y *T. acostaensis*, nuestra muestra se situaría en la zona de *G. linguaensis*/*G. obliquus*, correlacionada por esta autora con el intervalo N14 (no basal) - N15 (aunque, en realidad, la correlación debería ser, estrictamente, con la N15).

En resumen, de acuerdo con los datos de todos los autores citados, nuestra muestra podría situarse en una biozona reconocida por diversos autores, aunque con nombres distintos y que, para simplificar y dejando aparte razones de prioridad o de adecuación del nombre, podemos denominar N15.

El problema se plantea, por tanto, en correlacionar esta biozona con la escala cronoestratigráfica. Cita y Blow (1969) en un estudio de los estratotipos del Mioceno medio-superior del Mediterráneo, indicaron que la base de la biozona N16 se coloraría a 35

BIOZONACIONES												
correlaciones	Blow - Postuma: según Postuma, Chart 3. Blow - Stainforth et al.: según Stainforth, p. 75 y P. 88. Blow - Cita: según biohorizonte utilizados por Cita. Blow - Bolli: según correlaciones de Blow, fig. 15.											
	BLOW 1969	POSTUMA 1971	STAINFORTH ET AL. 1975	CITA 1976	BOLLI 1966	O.universa	G.scitula	G.praemenardii	G.druryi	T.peripheroronda	G.pseudociperoensis	G.siphonifera
	N.17	G.dutertrei	G.acostaensis	G.plesiotumida	G.acostaensis	↑↑↑↑↑	↑↑↑↑↑					
	N.16	G.acostaensis		G.acostaensis G.merotumida					T			
	N.15	G.menardii	G.menardii	G.lenguaensis G.obliquus	G.menardii							
N.14	G.siakensis	G.siakensis	G.nepenthes G.druryi	G.mayeri								
N.13	G.subquadratus			G.ruber								
N.12	G.fohsi	G.fohsi lobata-robusta	O.universa	G.fohsi robusta								
N.11	G.lobata			G.fohsi lobata								
N.10	G.peripheroacuta	G.fohsi fohsi		G.fohsi fohsi								
N.9	G.peripheroronda			G.fohsi peripheroronda	G.f.bartisanensis							
N.8	G.insueta	P.glomerosa		P.glomerosa	P.glomerosa		P					
		G.insueta	G.bisphericus	G.insueta			P					

BIOZONACIONES, EXTENSION DE LAS «ESPECIES» SEGUN DISTINTOS AUTORES, SITUACION DE LAS ASOCIACIONES, EXTENSION DE LAS SECCIONES TIPO Y SITUACION DE LOS LIMITES.

m por encima de la base del estratotipo del Tortonense; según esto, el límite Serravallense/Tortonense (entre sus estratotipos hay una laguna) se situaría dentro de la zona N15, con lo que nuestra muestra podría pertenecer tanto al Serravallense terminal como al Tortonense basal. Ryan, Cita, *et al.* (1974, fig. 4) en un trabajo posterior, situaron el límite Serravallense/Tortonense (según el estratotipo del Tortonense) inmediatamente debajo de la desaparición de *T. mayeri* pues, según ellos, estaría presente en el nivel 1 de Cita *et al.* (1965) y ausente en los superiores.

SITUACION DE LAS ASOCIACIONES ; SEGUN LOS DATOS DE DISTINTOS AUTORES (VER TEXTO)		EXTENSION DE LAS SECCIONES TIPO, SEGUN CITA Y BLOW (1969) Y SITUACION DE LOS LIMITES	
T. mayeri	312482	129482	212482
T. zealandica			
G. menardii			
G. nepenthes			
T. siakensis			
T. acostaensis			

A la vista de estos datos, se plantean dos alternativas: a) si la *T. mayeri* que se cita es, en realidad, *T. siakensis*, la zona N15 quedaría, en su totalidad, incluida en la base del Tortonense; por desgracia el texto no explicita nada al respecto y, en la fig. 4, el límite Serravallense/Tortonense queda dentro del intervalo N14-N15, indiferenciado; b) si el B.U.A. se refiere al de *T. mayeri s. str.* hay una discrepancia con los

datos de Cita *et al.* (1965), Cita y Blow (1969) y Cita (1976) que señalan la desaparición de la misma en niveles posteriores a la aparición de *T. acostaensis* (en las regiones tropicales este B.U.A. es más antiguo, cf. Cita y Blow, 1969); en esta segunda alternativa, no podríamos decidir si nuestra muestra es anterior o posterior al límite Serravallense/Tortonense.

Muestra 129482.

- Globigerina praebulloides* Blow, s. l.
- Globigerina* sp. cf. *G. druryi* Akers.
- Globigerina pseudociperoensis* Blow.
- Orbulina universa* d'Orbigny.
- Orbulina suturalis* Brönnimann.
- Globigerinoides trilobus* (Reuss), s. l.
- Globoquadrina globosa* Bolli.
- Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth.
- Intermedios entre *G. praemenardii* Cushman y Stainforth y *G. menardii* (Parker, Jones y Brady, ex d'Orbigny).
- Turborotalia obesa* (Bolli).
- Turborotalia siakensis* (Le Roy).
- Turborotalia mayeri* (Cushman y Ellisor).
- Turborotalia acrostoma* (Wezel).
- Turborotalia quinqueloba* (Natland).
- Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny).

Según los datos de Blow (1969), el límite superior de la asociación es el límite entre las biozonas N14 y N15 (B.U.A. de *T. siakensis*) mientras que el inferior vendría dado por la presencia de *G. siphonifera* (B.P.A. dentro de la biozona N12). El B.U.A. de *G. praemenardii* limitaría el intervalo, pero ya hemos aludido a su heterocronía y otro tanto ocurriría con el también citado de *T. mayeri*; en cuanto al de *G. pseudociperiensis*, que no coexiste con *G. siphonifera* según los datos de Blow, no le damos por ahora valor determinante, ante la ausencia de otras citas que lo avalen. Por el contrario, sí podría ser significativa la ausencia de *G. nepenthes*, lo que nos daría, como límite superior de la asociación el de las biozonas N13/N14. En resumen, de acuerdo con los datos de Blow, pensamos que la muestra puede asignarse al intervalo N12 (parte) N13.

Sin embargo, según los datos de Postuma (1971) nuestra asociación es incongruente, o bien *G. nepenthes* falta por razones ecológicas, pues su nivel de aparición es anterior al de *H. aequilateralis* (Brady) (= *G. siphonifera*); prescindiendo de este último biohorizonte y de los B.U.A. de *T. mayeri* y *G. praemenardii*, por las razones antes aludidas, la muestra quedaría incluida en un intervalo muy amplio: desde el B.P.A. de *G. praemenardii* (ligeramente inferior al límite de sus biozonas de *G. peripheroronda* y *G. peripheroacuta* y casi coincidente con el límite N9/N10 de Blow, 1969) al B.P.A. de *G. nepenthes* (límite entre sus biozonas de *G. subquadratus* y *G. siakensis* + límite N13/N14). En resumen, la asociación indicaría el intervalo N10-N13.

Según los datos de Bizon y Bizon (1972) la muestra quedaría restringida a la parte inferior de la biozona de *G. mayeri* (entre los B.P.A. de *G. siphonifera* y *G. nepenthes*) lo que, traducido a la biozonación de Blow, indicaría también el intervalo N10-N13.

Stainforth *et al.* (1975) no indicaron la distribución de *G. siphonifera*, luego la asociación se situaría entre los B.P.A. de *G. praemenardii* y *G. nepenthes*, es decir, en el intervalo de las biozonas de *G. fohsi fohsi* y *G. siakensis* (parte), lo que en términos de zonación de Blow (1969) significa también intervalo N10-N13.

Por último, según los datos de Cita (1976) la asociación quedaría también enmarcada por los B.P.A. de *G. praemenardii* y *G. nepenthes*, y correspondería, aproximadamente, a la biozona de *O. universa*, a su vez coincidente, también aproximadamente, con el intervalo N10-N13.

La atribución bioestratigráfica de la muestra es por tanto, aunque amplia, coherente, pues todo apunta hacia el intervalo N10-N13, si hacemos caso omiso del B.P.A. de *G. siphonifera*. Merece la pena, por tanto, detenerse a analizar, siquiera brevemente, las causas de las discrepancias en la localización de tal biohorizonte.

Parece claramente establecido que *T. obesa* da lugar a *G. siphonifera*, existiendo entre ambas un conjunto de formas intermedias, que coexisten con ellas largo tiempo (al menos hasta el Mioceno superior, Serrano, 1979). Tales formas intermedias han sido consideradas subespecie distinta por Blow, 1969 (*H. siphonifera praesiphonifera*); el reconocimiento de las mismas como taxon separado, o su inclusión en las «especies» ancestral o descendiente traería, como consecuencia inmediata, variaciones en el B.P.A. de *G. siphonifera*. Si además, y como parece probable, la presencia en una muestra determinada de unos y otros morfotipos está fuertemente controlada ecológicamente, las discrepancias aludidas parecen aún más justificadas.

Según Cita y Blow (1969) los estratotipos del Langhense y Serravallense se solapan en un intervalo comprendido dentro de la zona N10; el límite cronoestratigráfico, en estas condiciones, podría situarse, arbitrariamente, en el límite N9/N10, dentro de la zona N10, o en el límite N10/N11 (este último es el que proponen en la página 579). Pero el problema radica en que la base de la biozona N10 se sitúa en el B.P.A. de *G. peripheroacuta*, taxon poco representado en el dominio mediterráneo, mientras que la cima de la biozona N10 se sitúa en el B.P.A. de *G. praefohsi*, taxon ausente en este dominio; en estas circunstancias el reconocimiento de la biozona N10 sólo puede efectuarse por criterios indirectos (presencia o ausencia de otros taxa, como hicieron Cita y Blow, 1969) con los problemas más anexos que ya citamos. Quizás, la mejor solución sería tomar como base del Serravallense el B.P.A. de *G. praemenardii*, especie que aparece después del B.P.A. de *O. universa* (que se sitúa en el Langhense según Cita y Blow, 1969) y que es prácticamente coincidente con el B.P.A. de *G. peripheroacuta* (Blow, 1969, Postuma, 1971, Stainforth *et al.*, 1975). De esta forma, la base del Serravallense sería reconocible en el dominio mediterráneo y también en el tropical, con la salvedad, ya apuntada, de que las formas mediterráneas y tropicales no sean coespecíficas, o de que el B.P.A. de *G. praemenardii* sea heterocrónico. Ciertamente, no estamos seguros de que ésta sea una buena solución, pero es la que nos parece más apropiada.

Aceptando el B.P.A. de *G. praemenardii* como límite inferior del Serravallense, la muestra que nos ocupa pertenecería a este piso; si, por el contrario, se sitúa el límite Langhense/Serravallense dentro de un horizonte indeterminado de la biozona N10 (según la superposición de estratotipos postulada por Cita y Blow, 1969) o en el límite N10/N11 (como proponen estos autores) no puede excluirse la posibilidad de que la muestra pertenezca al Langhense terminal, aunque ello nos parezca —y, por supuesto, sin razones suficientes— más improbable.

De todas formas, lo que sí parece claro es que todo induce a pensar que la muestra 129482 es más antigua que la 312482.

Muestra 21282

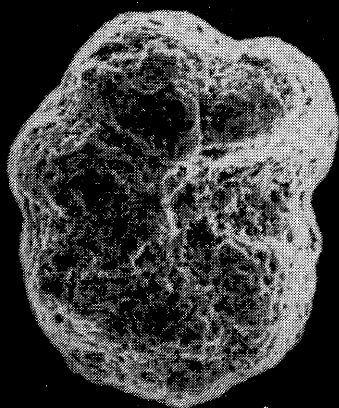
- Globigerina praebulloides* Blow s. l.
- Globigerina pseudociperoensis* Blow.
- Globigerina druryi* Akers.
- Globigerina* sp. cf. *G. falconensis* Blow.
- Globorotalia* sp.
- Globorotalia miozea* Finlay
- Globorotalia scitula* (Brady).
- Turborotalia obesa* (Bolli).
- Turborotalia mayeri* (Cushman y Ellisor).
- Turborotalia siakensis* (Le Roy).
- Turborotalia peripheroronda* Blow y Banner.
- Turborotalia* gr. *zealandica* (Hornibrook).

Esta muestra es la de peor conservación y plantea más problemas que las anteriores.

Los escasos individuos que hemos identificado como *Globorotalia* sp., se relacionan con el grupo *G. archaeomenardii* Bolli - *G. praemenardii* Cushman y Stainforth. Son formas de pequeño tamaño, umbilicoconvexas, con carena poco desarrollada. En comparación con las formas típicas de *G. praemenardii*, resalta su pequeño tamaño, (0'25 mm. por término medio frente a 0'53 mm. del holotipo de *G. praemenardii*), el poco desarrollo de la carena y la poca o nula limbación de las suturas intercamerales. Respecto a *G. archaeomenardii*, la diferencia más significativa radica en el perfil axial, fuertemente espiroconvexo en la especie de Bolli. Atendiendo al criterio de Bizon y Glaçon para diferenciar la forma de las cámaras en vista dorsal, nuestros ejemplares tienen la penúltima cámara de forma intermedia entre las de los holotipos de *G. archaeomenardii* y *G. praemenardii*, aunque más próxima a la del primero. Quizás las formas a las que más se asemejan sean las figuradas por Bizon y Glaçon (1978, pl. 3, figs. 4 y 5) como *G. praemenardii* primitivas.

LAMINA I

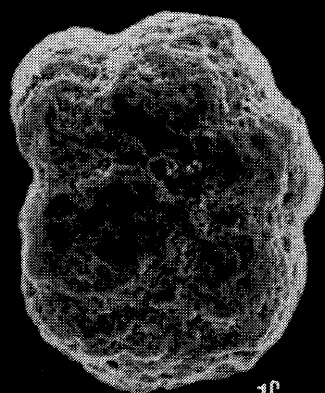
1. y 2. *Turborotalia siakensis* (Le Roy). Ejemplares MM-2 y MM-1, muestra 129482, x120.
3. *Turborotalia pachyderma* (Ehrenberg) (ver texto). Ejemplar MM-12, muestra 312482, x120.
4. *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny). Ejemplar MM-10, muestra 312482, x120.



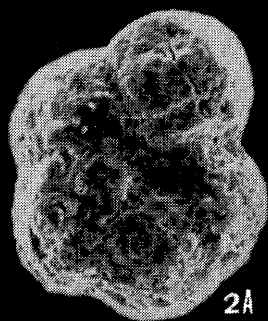
1A



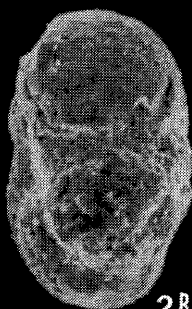
1B



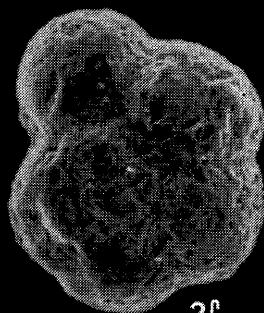
1C



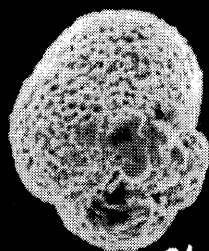
2A



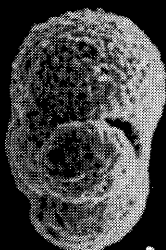
2B



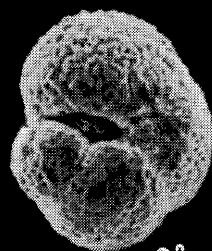
2C



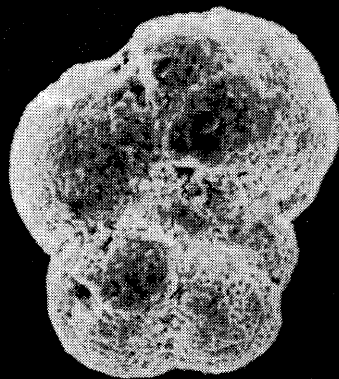
3A



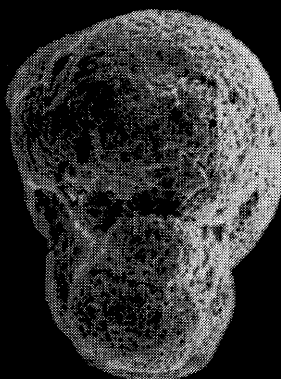
3B



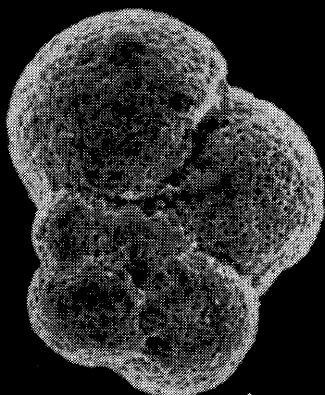
3C



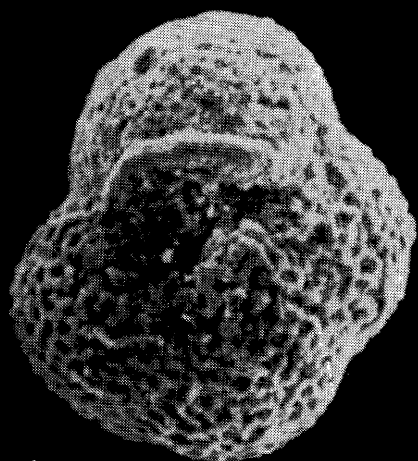
4A



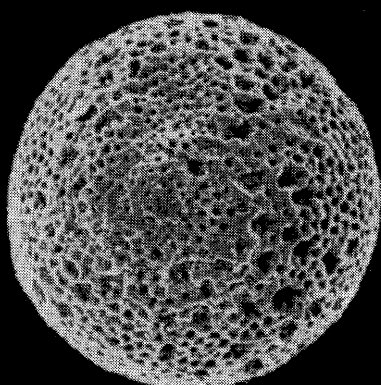
4B



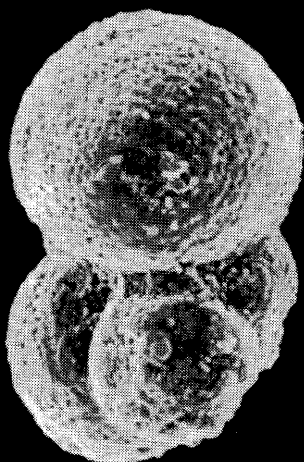
4C



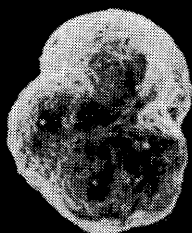
1



2



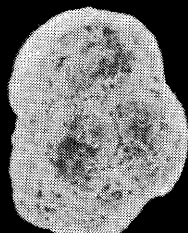
3



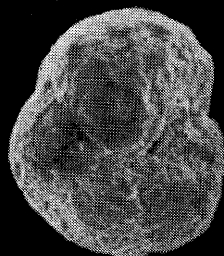
4A



4B



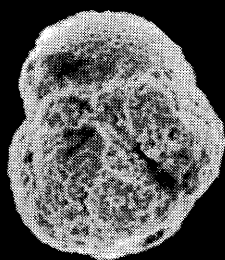
4C



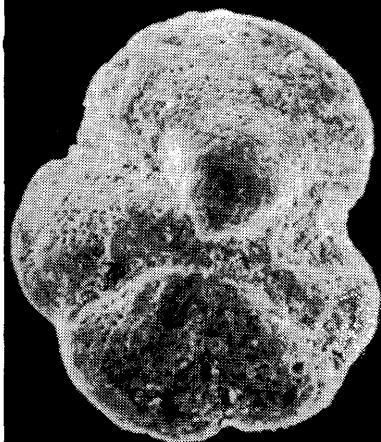
5A



5B



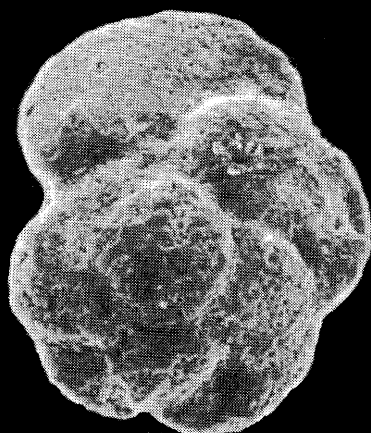
5C



6A



6B



6C

Bajo la denominación *T. gr. zealandica* hemos incluido un conjunto de turborotálidos, con apertura principal alta y pocas cámaras en la última vuelta de espira, que muestran una morfología parecida a la de las formas neozelandesas. Unas, con el lado umbilical bastante convexo, se parecen a *T. zealandica* Hornibrook, mientras que otras, más biconvexas, se asemejan más a *T. zealandica incognita* Walters.

Desde un punto de vista bioestratigráfico, lo más llamativo de la asociación es la ausencia de *Orbulina*. Este dato, en sí, da lugar a dos hipótesis:

—La muestra es anterior al B.P.A. de *Orbulina* (límite N8-N9).

—La muestra es posterior al B.P.A. de *Orbulina* faltando este género por razones ecológicas.

Si aceptamos como válida la primera hipótesis, habría que explicar por qué faltan también los ancestrales de *Orbulina* (*Praeorbulina* y *G. bisphaericus*) generalmente tan frecuentes en materiales anteriores al B.P.A. de *Orbulina*. Esto nos llevaría a la conclusión de que son los factores ecológicos los que determinan la ausencia de unas u otras. Entonces no tenemos argumentos para decidir entre las dos hipótesis iniciales.

Si utilizamos los datos de distintos autores sobre los biohorizontes de otras especies, para analizar si la muestra es anterior o posterior al B.P.A. de *Orbulina*, surgen una serie de contradicciones. Así, según Blow (1969) *G. druryi* no aparece hasta la parte superior de la N11, aunque hay intermedios con *G. falconensis* desde la N10. *T. mayeri* y *G. scitula* aparecen en la parte superior de la N9. Sin embargo, hay citas de todas estas formas, en el dominio mediterráneo, anteriores al B.A.P. de *Orbulina* (por ejemplo Cita, in Bizon *et al.*, 1978, sites 372 y 375, tablas 3 y 7; si bien Bizon, en el mismo trabajo y para los mismos sondeos, tablas 14, 15 y 20, sitúa *G. druryi* y *G. scitula* por encima del B.P.A. de *Orbulina*). Por otra parte, aunque Blow (1969) indicó que *G. miozea* aparece desde la zona N7, hay citas, en el dominio mediterráneo, de que esta especie aparece con posterioridad al B.P.A. de *Orbulina* (vg. Cati *et al.*, 1968, que utilizaron su B.P.A. para marcar el límite entre las subzonas de *O. suturalis* y *G. altispira*/*G. miozea*) aunque también las hay en sentido contrario (vg. Feinberg y Lorenz, 1973). Otro dato a tener en cuenta, es la presencia del grupo de *T. zealandica*; según Walters (1965) se extingue hacia la parte superior del Clifdeniense y Harland *et al.* (1982) correlacionan el límite Clifdeniense/Lillburniense con el límite N9/N10. Tenien-

LAMINA II

1. *Globigerina nepenthes* Todd. Ejemplar MM—14, muestra 312482, x240.
2. *Orbulina universa* d'Orbigny. Ejemplar MM-9, muestra 312482, x120.
3. *Globigerina bulbosa* Le Roy. Ejemplar MM-11, muestra 312482, x120.
4. y 5. *Turborotalia gr. zealandica* (Hornibrook) (ver texto). Ejemplares MM-19 y MM-20, muestra 312482, x120.
6. *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth. Ejemplar MM-8, muestra 312482, x120.

do en cuenta que Walters indica que el grupo es muy raro a partir del Altoniense inferior, podríamos pensar que la muestra es anterior al B.P.A. de *Orbulina*, suponiendo que nuestros ejemplares sean coespecíficos con los de Nueva Zelanda y que, además, la distribución estratigráfica y abundancia es sincrónica en ambos dominios. Pero Tjalsma (1971) cita *G. zealandica*, en el valle del Guadalquivir en la zona de *G. druryi*/*G. menardii* forma 2 que correlaciona con el intervalo N13 (parte) N14 (parte).

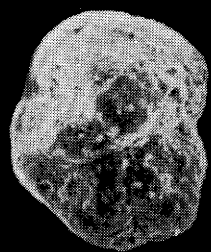
En resumen, los datos de los distintos autores, respecto a la posición relativa de los biohorizontes, son contradictorios, como hemos referido ya en varias ocasiones y, a la vista de ellos, sería arriesgado decidir si nuestra muestra es anterior o posterior al B.P.A. de *Orbulina*.

Otra posibilidad sería la de utilizar la presencia de *Globorotalia praemenardii* primitiva, *sensu* Bizon y Glaçon (1978) (= *Globorotalia* sp.). Según estos autores, estas formas se extienden, en el site 372, desde la muestra 27-4 a la 23-1, lo que cubre el intervalo N8 (parte terminal) a N9 (parte). De acuerdo con este dato, y dado que *G. praemenardii* s. str. aparece casi simultáneamente con la extinción de esta forma, según los datos de Bizon y Cita (*in* Bizon *et al.* 1978, site 372, tablas 3 y 14) habría que concluir que la muestra pertenece a la parte alta del Langhense, aceptando como límite Langhense/Serravallense el B.P.A. de *G. praemenardii*. Pero tampoco puede excluirse la posibilidad de que nuestras *Globorotalia* sp. sean, en realidad, juveniles de *G. praemenardii* s. str., que no se desarrollaron del todo por razones ecológicas, lo que sería coherente con la hipótesis de la ausencia de *Orbulina* por las mismas razones (no habitabilidad de la zona profunda de la columna de agua) a que inicialmente aludimos.

En resumen, aunque haya indicios de que la muestra puede pertenecer al Langhense «superior», no hay criterios suficientes para elimi-

LAMINA III

1. *Globorotalia* sp. (ver texto). Ejemplar MM-17, muestra 212482, x120.
2. Intermedio entre *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth y *Globorotalia mernardii* (Parker, Jones y Brady, ex d'Orbigny) (ver texto). Ejemplar MM-5, muestra 312482, x120.
3. *Globorotalia praemenardii* Cushman y Stainforth. Ejemplar MM-6, tipo *G. magnifica* Bizon y Glaçon, con morfología avanzada (sutura espiral limbada en parte) muestra 312482, x120.
4. *Globorotalia miozea*. Finlay. Ejemplar MM-4, muestra 312482, x120.



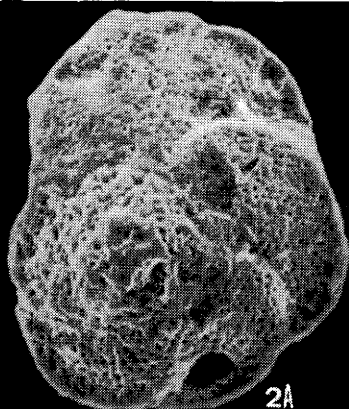
1A



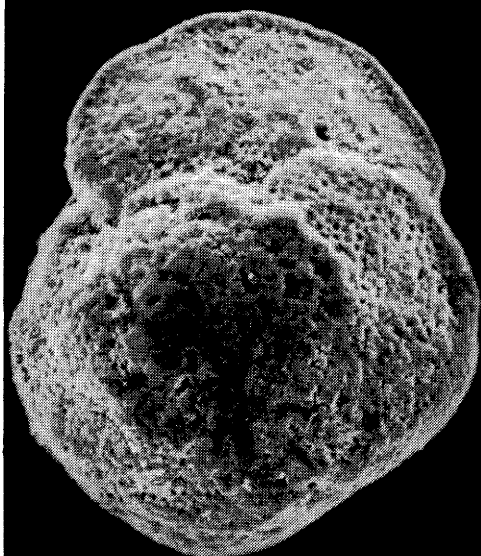
1B



1C



2A



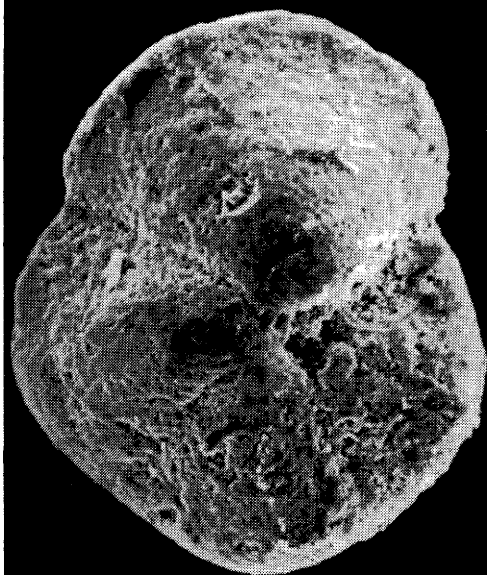
3A



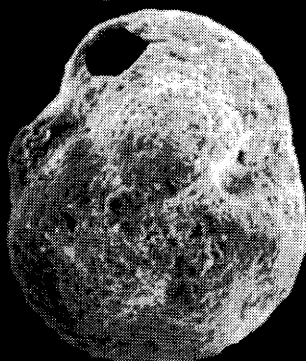
3B



2B



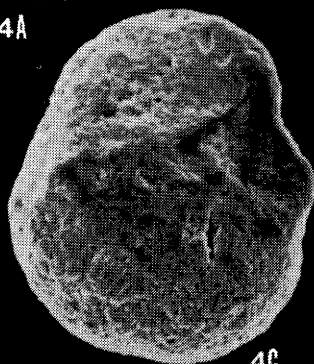
3C



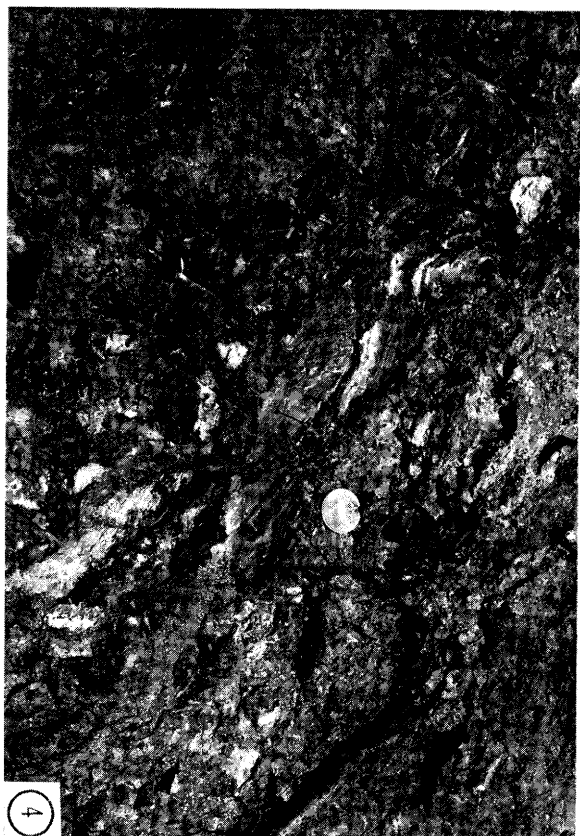
4A



4B



4C



nar, categóricamente, la posibilidad de que pertenezca al Serravallense «inferior» (pre B.U.A. de *T. peripheroronda*).

Como conclusión de todo lo expuesto, los materiales estudiados deben pertenecer al Serravallense, sin excluir la presencia del Langhense «superior» y/o del Tortonense «basal».

ESTRUCTURA

El análisis detallado de los contactos y la cartografía del área del cerro Ballesteros y alrededores, indica que las dolomías y rocas volcánicas situadas en su base reposan, tectónicamente, sobre los terrenos miocénicos más arriba datados, de manera que éstos aparecen en ventana tectónica. La cartografía indica que la superposición, en sentido horizontal, ha sido como mínimo de 2,5 Km. (figs. 1 y 2). Aunque no existen criterios definitivos, la geología regional sugiere que los desplazamientos debieron realizarse desde el S hacia el N. o quizás NW. En cartografía, la geometría de la superficie de cabalgamiento y los buzamientos de las dolomías, en los alrededores de las ventanas, indican que la unidad cabalgante presenta un neto cepillamiento basal, ya señalado por Foucault (1976).

Por su parte, los materiales miocénicos del área presentan señales de deformaciones relativamente intensas. Así, las calcarenitas de la formación de Moreda, aflorantes al W. de la estación de F.C. de Piñar y en el Cortijo de Faucena, poseen buzamientos en general hacia el S.SE (Fig. 1) y presentan un diaclasado apretado (*close jointing*) buzante al N., el cual limita cuerpos sigmoidales en virtud de una fuerte refracción debida a diferencias en la granulometría de los distintos estratos

LAMINA IV

1. *Close jointing* fuertemente refractado en las calcarenitas de la formación de Moreda al E del Cortijo de Faucena (corte del camino que conduce a este cortijo).
2. Detalle del *close jointing*. Deformaciones tardías llegan a producir una rotación antihoraria del mismo en algunos puntos.
3. Banda de milonitización de la falla situada al pie de la ladera N. de Sierra Arana. Los materiales triturados y rubefactados son esencialmente dolomías y rocas subvolcánicas.
4. Detalle de la banda de milonitización, que muestra estructuras de fluición características. Los materiales rubefactados de naturaleza arcillosa corresponden en general a rocas subvolcánicas básicas intensamente trituradas y alteradas.

(Lám. IV, 1). Este *close jointing* afecta a una serie en posición normal y podría ir asociado al desarrollo de estructuras mayores, tales como pliegues de vergencia S, que desgraciadamente no son visibles. En algún punto parece que ha habido deslizamientos tardíos hacia el N. (sentido antihorario) a favor de los planos de estratificación, que tienden a exagerar la refracción e, incluso, a invertir el sentido de buzamiento del diaclasado (lám. IV, 2).

Dentro del sector en que se encuentran las ventanas (Fig. 2) y, más concretamente, en la del Cortijo de la Rozuela, la datación de las margas blancas permite asegurar que la serie está invertida, ya que la muestra topográficamente más baja pertenece a la zona N15 y la topográficamente más alta es Langhense superior-Serravallense inferior. De este modo, las calcarenitas geoméricamente suprayacentes pueden en realidad pertenecer al techo de la formación de Moreda. Parece fuera de toda duda que la causa de la inversión hay que buscarla en el cabalgamiento hacia el N. o el NW. del conjunto de Sierra Arana sobre los materiales miocénicos de las ventanas, hecho que puede asimismo correlacionarse con la probable deformación del *close jointing* de las calcarenitas de la formación Moreda en los alrededores del Cortijo de Faucena.

Tanto las ventanas de material miocénico, como los afloramientos de rocas volcánicas del Cortijo del Cura y alrededores, son cortados, por el S, por una falla de dirección N80E, que llega a producir una banda amplia de intensa milonitización (lám. IV, 3 y 4). La presencia de estrias horizontales indica un funcionamiento como desgarre dextrorso. Este accidente, bien visible en foto aérea, se continúa dentro de las dolomías, tanto hacia el W. como hacia el E., donde llega a separar Sierra Arana de la formación continental plioceno-cuaternaria (Fig. 1). La importancia de este accidente no ha sido aún definitivamente evaluada pero, habida cuenta de la asignación por otros autores (García-Dueñas, 1968, Foucault, 1976) de determinadas alineaciones de relieves próximos (Peñón del Cuchillo, Peña de la Cruz) a unidades diferentes de la de Sierra Arana, no podemos excluir la posibilidad de que las dolomías y rocas volcánicas de las inmediaciones del cerro Ballesteros pertenezcan a una unidad tectónica independiente.

Otros accidentes tectónicos y neotectónicos paralelos, muy importantes y de funcionamiento dextrorso, existen en las proximidades del área estudiada. Entre éstos se puede mencionar la falla de Píñar (Comas, 1978), la de Almuéjar (Balanyà, 1982) o la falla que separa el borde N. de Sierra Arana (al N. del Peñón de la Giganta) de los terrenos plioceno-cuaternarios del corredor de Bogarre, que probablemente ac-

tuó durante el depósito de aquéllos y que, en cualquier caso, ha funcionado posteriormente en régimen comprensivo, dando lugar a estructuras de vergencia S dentro de los propios conglomerados (Estévez y Sanz de Galdeano, 1980).

Este contexto sugiere la posibilidad de que el cabalgamiento de Sierra Arana pudiera ser debido a un funcionamiento antiguo de tales accidentes, cuya relación con la denominada falla de Crevillente (Foucault, 1974), del Negratín (Estévez *et al.*, 1976), de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983) o simplemente sistema de fallas Bético (Van de Fliert, *et al.*, 1980), es evidente.

EDAD DEL CABALGAMIENTO

De acuerdo con las dataciones efectuadas, los materiales más modernos afectados por el cabalgamiento, pertenecen a la biozona N15. En términos cronoestratigráficos, este intervalo se localiza en el Serravallense superior o en el Tortonense basal, según se sitúe el límite Serravallense/Tortonense (*cf. supra*).

Por otra parte, sobre los materiales de Sierra Arana se apoyan materiales marinos calcareníticos y conglomeráticos, prácticamente sin deformar, que en algunos puntos de la Depresión de Granada han podido ser datados como tortonenses (biozona N16, González Donoso, 1977-78).

En tanto no se defina, inequívocamente, el límite Serravallense/Tortonense, podemos hablar, informalmente, de un cabalgamiento finiserravallense.

La existencia de una fase tectónica finiserravallense, en amplios sectores de la Cordillera Bética, es un hecho bien establecido (Rodríguez-Fernández, 1982) y su asociación con el funcionamiento de importantes fallas de salto en dirección también ha sido puesta de manifiesto recientemente (González-Donoso, *et al.*, 1983).

BIBLIOGRAFIA

- BALANYA, J.C. (1982).—*Las unidades de la zona de escamas Despeñadero-Cañamaya y su relación estructural con la zona Bética y el Subbético Interno (Cordilleras Béticas Centrales)*, tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 90 págs.
- BANNER, F.T. y BLOW, W.H. (1960).—Some primary types of species belonging to the superfamily Globigerinaceae. *Cushman Found. Foram. Research Contr.*, 11, 1-41.
- BIZON, G. y BIZON, J.J. (1972). Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin Méditerranéen obligocène à quaternaire. Paris, *Ed. Technip*, 316 págs.

- BIZON, G.; CITA, M.B.; WRIGTH, R. y MULLER, C. (1978).—D.S.D.P. Leg. 42A biostratigraphic range charts. *Init. Rep. D.S.D.P.* XLII, 1, 1.095-1.138.
- BIZON, G. y GLAÇON, G. (1978).—Morphological investigations on the genus *Globorotalia* from site 372. *Init. Rep. D.S.D.P.*, XLII, 1, 687-707.
- BLOW, W.H. (1960).—Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Internat. Conf. Plankt. Microfossils*, Ist, Geneva 1967, Proc., 1, 199-422.
- CATI, F., *et al.* (1968).—Biostratigraphia del Neogene mediterraneo basata sui formamiferi planctonici. *Soc. Geol. Ital. Boll.*, 87, 491-503.
- CITA, M.B. (1976).—Planctonic foraminiferal biostratigraphy of the Mediterranean Neogene. *Progress in Microp. Am. Mus. Nat. Hist. Sp. Publ.*, 47-68.
- CITA, M.B. y BLOW, W.H. (1969).—The biostratigraphy of the Langhian, Serravallian and Tortonian stages in the type-sections in Italy. *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 75, 549-603.
- CITA, M.B.; PREMOLI SILVA, I. y ROSSI, R.C. (1965).—Foraminiferi planctonici del Tortoniano-tipo. *Riv. Ital. Pal. Strat.* 71, 217-308.
- COMAS, M.C. (1978).—*Sobre la geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior*. Tesis Univ. Bilbao, 323 págs.
- DURAND-DELGA, M. y FONTBOTE, J.M. (1960).—Le problème de l'âge des nappes Alpujarrides d'Andalousie. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* (2), 3, 181-187.
- ESTEVEZ, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1980).—La néotectonique des environs de la Sierra Arana (Prov. de Grenade). *Cuad. Geol.*, 11, 7-29.
- FEINBERG, H. y LORENZ, H.G. (1973).—La lignée évolutive de *Globorotalia miozea*, s.l. dans le Miocène méditerranéen *Not. Serv. géol. Maroc.*, 33, 249, 31-45.
- FOUCAULT, A. (1976).—Compléments sur la géologie de l'Ouest de la Sierra Arana et des ses environs (province de Grenade, Espagne). *B.S.G.F.* (7), 68, 649-658.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. (1968).—Hipótesis sobre la posición tectónica de Sierra Arana (Granada). *Acta. Geol. Hisp.*, 3, 2, 29-34.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1976).—Alpujarrides, Maláguides et autres unités allochtones au nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *B.S.G.F.* (7), 18, 641-648.
- GONZALEZ DONOSO, J.M. (1977-78).—Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. *Cuad. Geol.*, 8-9, 191-204.
- GONZALEZ DONOSO, J.M. *et al.* (1983).—El Neógeno del borde, SE. de la Depresión de Granada y su conexión con el corredor de Las Alpujarras. *Com. X Congr. Nac. Sedimentología*.
- HARLAND, W.B. *et al.* (1982).—A geologic time scale. *Cambridge Earth Sc. Serv.*, 131 págs.
- MOLINA, E. (1979).—*Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas (España)*. Tes. doct. Publ. Univs. Granada y Zaragoza, 342 págs.
- POSTUMA, J.A. (1971).—Manual of planktonic foraminifera. *Elsevier Publ. Co.*, Amsterdam, 420 págs.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral Univ. Granada. 224 págs.
- RYAN, W.B.F. *et al.* (1974).—A paleomagnetic assignment of Neogene Stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean «Salinity Crisis». *Riv. Ital. Pal. Strat.*, 80, 4, 631-688.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983).—Los grandes accidentes y fracturas de las Cordilleras Béticas *Est. Geol.* (en prensa).
- SERRANO, F. (1979). *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral. Publ. Univ. Málaga, 272 págs.

- STAINFORTH, R.M. *et al.* (1975).—Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *The Univ. Kansas Pal. Cont.*, 62, 425 págs.
- TJALSMA, R.C. (1971).—Stratigraphy and foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin (Southern Spain). *Utrecht Micropal. Bull.*, 4, 161 págs.
- VAN DE FLIERT, J.R.; GRAVES, H.; HERMES, J.J. y DE SMET, M.E., A. (1980).—C Stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. *Eclogae Geol. Helv* 73, 223-237.
- WALTERS, R. (1965). The *Globorotalia zealandica* and *G. miozea* lineages. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 8, 1, 109-127.